

Estudio de una transversal entre la cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos

Integrated structural, seismic and gravity data study along a trasverse from the Madrid basin to the Iberian Range

M. A. Perucha, A. Muñoz Martín, R. Tejero y J. F. Bergamín

Dpto. de Geodinámica. Facultad C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid

ABSTRACT

An integrated geophysical and geological study has been carried out along a trasverse extending from the Madrid Basin to the Iberian Range. Geological and seismic reflection data were used as background model for the gravity modeling. Mesozoic cover structure is characterized by thrusts, E dipping, associated with a decollement located in triassic beds. Gravity modeling shows that high-angle faults bound basement blocks. The faults control triassic sediments thickness.

Key Words: Madrid basin, Altomira Range, Loranca basin, structure, seismic, gravity, forward modeling.

Geogaceta, 18 (1995), 15-18

ISSN: 0213683X

Introducción

La Sierra de Altomira está constituida por una alineación de pliegues y cabalgamientos de orientación media N-S, donde afloran materiales mesozoicos. Esta alineación separa la cuenca de Madrid de la cuenca de Loranca, que a su vez está limitada por la Cordillera Ibérica en su margen oriental.

En este trabajo se estudia la estructura de una transversal que se extiende desde la cuenca de Madrid hasta la Sierra de Bascu-

ñaña, extremo occidental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). En la investigación se han utilizado los datos obtenidos de estudios estructurales, de perfiles sísmicos de reflexión y sondeos (ITGE, 1990) y los datos gravimétricos tomados durante las campañas efectuadas para la elaboración del mapa gravimétrico del centro peninsular dentro del proyecto PB91-0397 de la DGICYT.

El modelo final constituye un punto de partida para discutir las características de las estructuras profundas y analizar su relación con las superficiales.

Aspectos estructurales

El relleno sedimentario de las cuencas de Madrid y Loranca ha estado controlado por la actividad tectónica de sus márgenes. En el Oligoceno superior (Díaz Molina *et al.*, 1989) se produce el levantamiento más importante de la Sierra de Altomira, que da lugar a la formación de pliegues y cabalgamientos. En conjunto se trata de una estructura vergente hacia el Oeste. Los pliegues son asimétricos y están asociados a las rampas de los cabalgamientos.

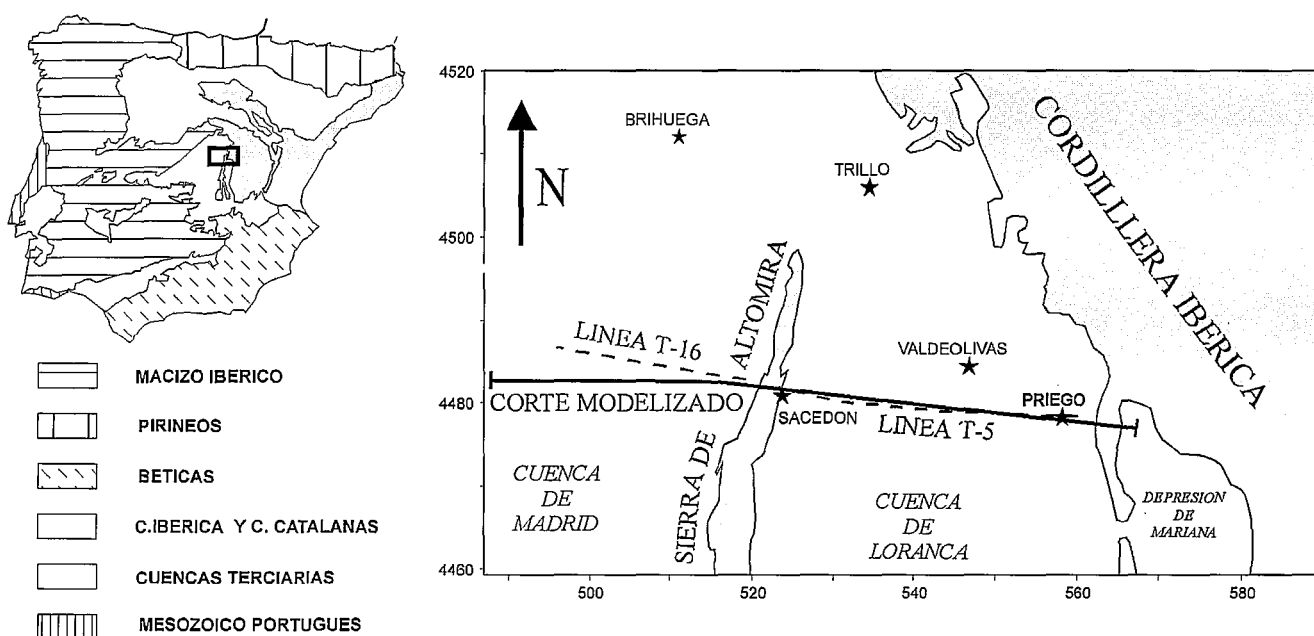


Fig 1.- Situación geográfica y geológica del perfil estudiado y de las líneas sísmicas T-16 y T-5.

Fig. 1.- Geographical and geological location of study profile and T-16 and T-5 seismic reflection profiles.

Para la Sierra de Altomira, los métodos objetivos de restitución de las estructuras (en este caso se ha utilizado el método del Kink) muestran que los flancos occidentales poseen buzamientos altos, llegando a estar las series invertidas, y los flancos orientales presentan valores de buzamiento entre 20 y 50°. El cálculo de la geometría de las rampas y los rellanos (Jamison, 1987) muestra que existe un ángulo medio entre ambos de 25°. Los rellanos son superficies subhorizontales situadas dentro de los materiales triásicos. El fondo de la cuenca de Loranca responde a un plano paralelo a la posición de estos rellanos.

El levantamiento de la Sierra de Altomira condiciona las sucesiones sedimentarias del borde oriental de la cuenca de Madrid, individualizándola de la cuenca de Loranca hasta el Mioceno medio. La actividad durante el Oligoceno y Mioceno en el borde occidental de la Cordillera Ibérica, donde las estructuras tienen una orientación NW-SE, condiciona la sedimentación en la cuenca de Loranca. El carácter sintectónico de los sedimentos se refleja en la existencia de discordancias progresivas adosadas generalmente a los flancos occidentales de los pliegues (Calvo *et al.*, 1989; Díaz Molina *et al.*, 1989; Alonso *et al.*, 1990).

Datos de los perfiles de sísmica de reflexión

Los datos sísmicos utilizados corresponden a dos líneas sísmicas (T16 y T5) realizadas por la Compagnie General de Geophysique (C.G.G.) para Amospain entre 1969 y 1973. La fuente de energía fue dinamita, se registró con cobertura 12 y la calidad en general es buena. Se ha utilizado el calado de los horizontes sísmicos realizado por el ITGE (1990) a partir de los perfiles de velocidad de los sondeos Pradillo, Santa Bárbara, Tribaldos y Ledaña y del sonic log de los sondeos de Gabaldón-1, Belmontejo-1, Salobral-1, El Hito-1 y Torralba.

Para la realización de la sección en profundidad se han restituido los reflectores correspondientes al techo del basamento, a la base del Jurásico y al techo del Cretácico. El problema fundamental para poder restituir los reflectores sísmicos, una vez identificados, consiste en conocer cuál es la variación de velocidades del subsuelo. En nuestro caso, hemos abordado el problema realizando un mapa de distribución de velocidades en la zona atravesada por los perfiles. Éste se ha construido a partir de los datos de velocidades de los sondeos y de los datos procedentes del estudio continuo de velocidades realizado en las secciones sísmicas. La distribución de velocidades que así se obtiene no es homogénea, encontrándose mínimos hacia el centro de las cuencas terciarias y máximos hacia los bordes de cuenca. De este modo, en la línea T-16, la velocidad utilizada para el reflector del techo del basamento, oscila entre 4183 m/s en las inmediaciones de la Sierra de Altomira, y 3643 m/s en el extremo occidental de la línea, situado en la cuenca de Madrid. En la línea T-5, y para el mismo reflector, la velocidad utilizada oscila desde 4060 m/s en el centro de la cuenca de Loranca, hasta 4639 m/s en las inmediaciones de la Sierra de Altomira. Las velocidades para los otros dos reflectores analizados varían de forma similar.

Una vez calculadas las velocidades para cada reflector analizado, se han seleccionado 114 puntos de control que han sido restituidos con la relación:

$$\sin e = (V_0 / V_H) * \text{Tg } \alpha$$

donde e es el ángulo de emergencia del rayo sísmico calculado, V_0 es la velocidad calculada en el reflector, V_H es la velocidad de homogenización de la línea sísmica ($V_H = 4000$ m/s en nuestro caso) y el buzamiento aparente del reflector sísmico. El intervalo de restitución de los puntos a lo largo de cada perfil ha variado en función de la inclinación de los reflectores, siendo menor en las zonas donde es mayor la inclinación.

Una vez calculados el ángulo de emergencia y la velocidad para cada punto de control, basta leer el tiempo doble en el perfil sísmico para obtener la posición restituida en profundidad. Uniendo los diferentes puntos de control restituidos se obtiene la sección en profundidad restituida de los reflectores analizados.

En la figura 2 se pueden observar las líneas sísmicas estudiadas y el perfil restituido que se ha obtenido. En este último se aprecia el acúñamiento del triásico hacia la cuenca de Madrid, el aumento de espesor de esta unidad debajo de la Sierra de Altomira, y el ligero adelgazamiento del mesozoico desde el Este hacia el Oeste. También se observa claramente el despegue de las unidades cretácicas y jurásicas del basamento a favor del triásico en la Sierra de Altomira y el umbral de Pareja, y cómo el basamento no presenta prácticamente ningún relieve en las cuencas de Madrid y Loranca. Tan sólo se observan algunas fallas normales menores que controlan el depósito del triásico pero con poco salto vertical.

Datos y modelización gravimétrica

Los valores de anomalía de Bouguer del perfil gravimétrico se han calculado a partir de los datos de 57 estaciones, situadas en una banda centrada sobre el perfil de 8 Km x 86 Km. Una vez corregidas las medidas experimentales y obtenida la anomalía, se ha realizado una interpolación con un espaciado de 2 Km mediante el método del inverso de la distancia al cuadrado con un radio de búsqueda de 4 Km. En cada estación interpolada se ha especificado la desviación, reflejada en el perfil mediante barras verticales (Fig. 3).

La anomalía observada presenta unos valores que oscilan entre un máximo de -79.88 mGals y un mínimo de -98.02 mGals. Se observa un máximo relativo central, situado sobre la cuenca de Loranca, que enlaza mediante dos gradientes acusados con dos mínimos re-

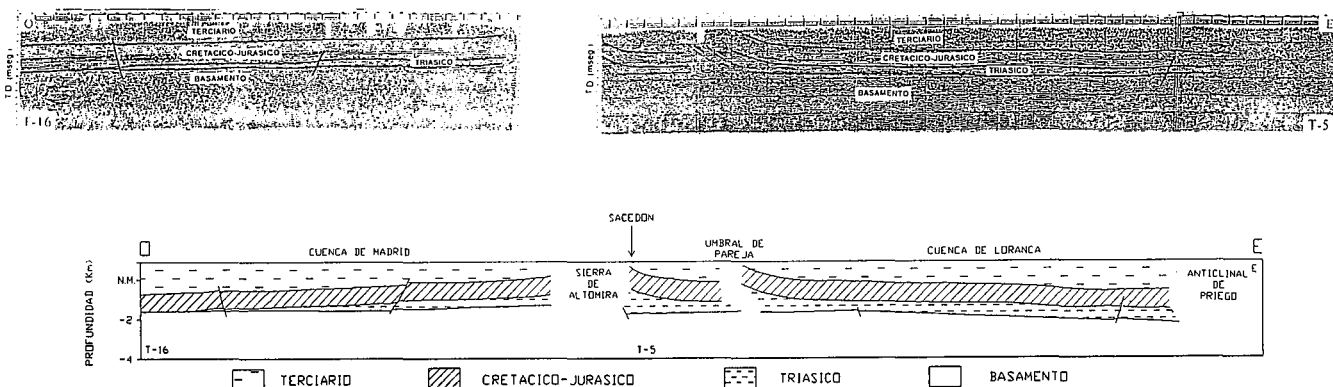


Fig. 2.- Interpretación en la sección tiempos (arriba) de las líneas T-16 y T-5. Abajo se muestra el corte en profundidad restituido a partir de dichas líneas.

Fig. 2.- T-16 and T-5 seismic reflection profiles interpretation of unmigrated time sections and resulting restored depth section.

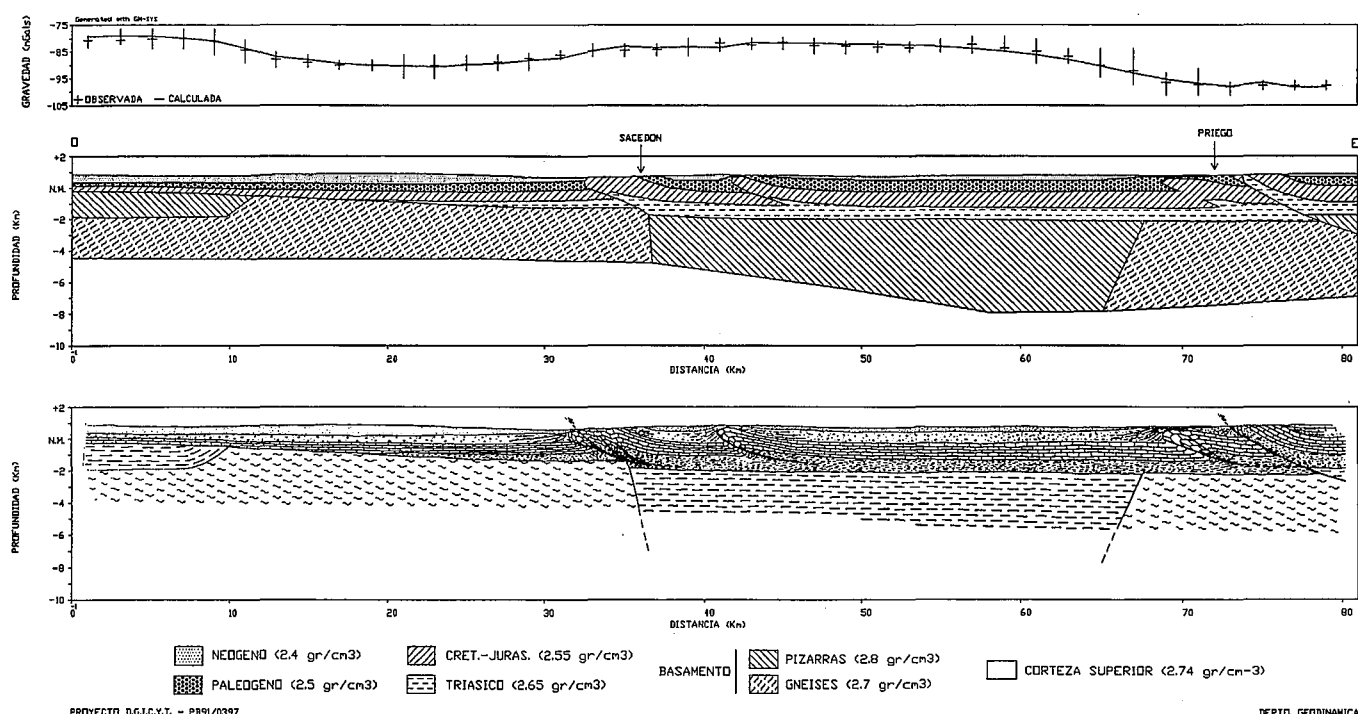


Fig. 3.— Modelo gravimétrico y corte geológico interpretativo.

Fig. 3.— Gravity model and geological cross-section.

lativos situados al Este y al Oeste. La curva de anomalía presenta en su parte más occidental una tendencia a un máximo relativo sobre la cuenca de Madrid (Fig. 3).

En la modelización gravimétrica se ha partido de los cortes geológicos elaborados mediante los datos estructurales y los datos aportados por la sísmica de reflexión, los cuales limitan los posibles modelos de densidades que satisfacen la anomalía gravimétrica. Las unidades litoestratigráficas que existen en la zona se han agrupado en cuerpos a los que se les ha asignado un valor de densidad. Este dato representa un valor medio ponderado obtenido a partir de medidas en muestras de las distintas litologías recogidas en la zona y de los datos de trabajos ya existentes (Campos, 1986). Los cuerpos diferenciados, con sus densidades respectivas, se definen en la tabla 1.

El proceso de modelización se ha realizado en 2+1/2 D mediante el programa GM-SYS. El primer modelo se construyó fijando los bloques asimilados a los materiales terciarios y mesozoicos, así como un basamento de densidad homogénea (2.74 gr/cm^3) en las posiciones deducidas de las líneas sísmicas de la fig. 2. Este modelo geológico de partida era muy fiable hasta una profundidad de 3 Km, pero al iniciarse el proceso de modelización, las discrepancias entre la anomalía calculada y la observada eran notables. Sólo con valores de densidad poco realistas se mejoraba el ajuste. Por otra parte, la longitud de onda de las

anomalías no correspondía a variaciones en la forma de los cuerpos superficiales, sino a efectos gravitacionales de fuentes más profundas. Los únicos datos sobre la naturaleza del basamento por debajo de la discordancia mesozoica, derivan de la interpretación del campo magnético y de los datos de sondeos. Querol (1989) supone la existencia de rocas gneísicas o graníticas bajo la zona nororiental de la cuenca de Madrid, prolongándose hacia la Sierra de Altomira. En el límite con la Sierra de Bascuñana, este autor interpreta un cambio en la litología del basamento, estando constituido éste por pizarras, aflorantes además en pequeños macizos (por ejemplo, en las proximidades de Cueva del Hierro). Por otra parte, el sondeo Torralba-1 alcanza un basamento formado por gneises. Por ello, se definieron dos cuerpos en el basamento: un cuerpo de densidad 2.7 gr/cm^3 constituido por gneises y otro de densidad 2.8 gr/cm^3 de pizarras.

La presencia de un valor de anomalía máximo hacia el centro de la cuenca de Madrid queda justificado por el acúmulo y adelgazamiento de las unidades mesozoicas, y por la presencia de un núcleo de pizarras de densidad elevada (2.8 gr/cm^3) por debajo de la cobertura mesozoico-terciaria. Para explicar la anomalía positiva de la cuenca de Loranca, es necesaria la presencia de un contacto neto entre los gneises presentes en el borde oriental de la cuenca de Madrid ($d=2.7 \text{ gr/cm}^3$) y un cuerpo de

densidad elevada situado por debajo del triásico en la mayor parte de la cuenca de Loranca. Este contacto se corresponde con un aumento brusco de espesor de la unidad triásica hacia el E y está situado bajo la posición de la Sierra de Altomira (Fig. 3). Por lo que respecta a la inflexión de la curva de anomalía existente al O del anticlinal de Priego, estructura correspondiente al extremo E del perfil, ha sido necesario introducir un cuerpo de menor densidad de carácter gneísico, tal y como sugiere el sondeo Torralba-1. El cabalgamiento basal de Priego parece coincidir con otro importante accidente que marca el contacto entre la cuenca de Loranca y la Cordillera Ibérica. En este límite se superponen las pizarras sobre los gneises.

Discusión y conclusiones

La elaboración de un corte geológico previo en el que se integren los datos superficiales y los datos derivados de los perfiles sísmicos, constituye una herramienta fundamental en el proceso de modelización gravimétrica. La existencia de estas fuentes de información en la transversal estudiada, si bien restringida a los primeros 3 Km de profundidad, ha permitido construir un modelo en el que las desviaciones con los tres tipos de datos son mínimas.

El principal problema que se ha detectado al correlacionar los datos sísmicos con

los gravimétricos, se sitúa hacia el centro de la cuenca de Madrid, donde las líneas sísmicas indican un mayor espesor de sedimentos mesozoicos que el deducido por la gravimetría. Esto puede deberse a la existencia de unas menores velocidades sísmicas que las calculadas, o bien a la variación de las densidades de los cuerpos hacia el centro de la cuenca. No obstante, ambas fuentes de información coinciden en el adelgazamiento de la serie mesozoica hacia el Oeste. Por otra parte la ausencia de materiales jurásicos bajo la cuenca de Madrid justifica la disminución del espesor de la sucesión mesozoica.

Por debajo de la discordancia triásica, la modelización gravimétrica ha puesto de relieve la necesidad de introducir dos cuerpos en el basamento de densidad contrastada que justificaran los máximos y mínimos relativos. En la cuenca de Madrid se ha detectado la presencia de un núcleo de pizarras por encima de materiales gneísicos. Este núcleo se ha reflejado en los modelos gravimétricos realizados en el sector NE de la cuenca de Madrid (Bergamín y Tejero, 1993, 1994). El máximo relativo asociado a la cuenca de Loranca (cuya semilongitud de onda es similar a la anchura de la cuenca) está posiblemente generado por la presencia de un cuerpo constituido por pizarras con intercalaciones cuarcíticas características del Paleozoico de la Cordillera Ibérica y del Sistema Central. Este cuerpo presenta una topografía plana y de su geometría se deduce que sus límites verticales son fallas del basamento, las cuales definen bloques corticales con propiedades diferentes al menos hasta una profundidad de unos 6 Km bajo el nivel del mar. Estas estructuras heredadas han debido controlar la sedimentación triásica, ya que disminuye su espesor hacia la cuenca de Madrid, y la ausencia bajo ésta de materiales jurásicos. Además, deben condicionar la localización de la deformación compresiva durante el Oligoceno y el Mioceno inferior. De este modo, bajo la Sierra de Altomira se localiza una falla normal que favoreció una mayor acumulación de sedimentos triásicos hacia el E. Aunque esta importante falla no se observa en las líneas sísmicas,

LITOLOGÍA	EDAD	DENSIDAD
Arenas arcillas	Neógeno	2.4 gr/cm ³
Cong., areniscas yesos, arcillas	Paleógeno	2.5 gr/cm ³
Calizas, areniscas, arcillas	Cretácico Jurásico	2.55 gr/cm ³
Areniscas yesos conglomerados, arcillas	Triásico	2.65 gr/cm ³
Pizarras, cuarcitas, areniscas	Paleozoico	2.8 gr/cm ³
Gneis	Infraordovícico	2.7 gr/cm ³

Tabla 1.— Densidades de los cuerpos representados en el modelo gravimétrico.

Table 1.— Bodies densities used for gravity modeling.

debido al ruido producido por los materiales cretácicos y jurásicos fuertemente deformados que afloran en la Sierra de Altomira, la información aeromagnética (Querol, 1989) muestra la presencia de un fuerte gradiente de dirección N-S que coincide aproximadamente con la Sierra de Altomira.

Por otra parte, la modelización gravimétrica confirma la presencia de gneises bajo el anticlinal de Priego, tal y como indica el sondeo Torralba-1, situado más al Sur. El contacto entre éstos y las pizarras de la cuenca de Loranca se ha interpretado como una falla similar a la localizada bajo la Sierra de Altomira. Por lo que se refiere al borde de la Cordillera Ibérica, el modelo indica la presencia de una falla inversa que afecta al basamento.

En resumen, podemos concluir que la evolución de esta zona durante el Mesozoico estuvo controlada por los movimientos de fallas en el basamento que individualizaron un bloque desde la Sierra de Altomira hasta la Cordillera Ibérica. En las etapas de deformación alpinas se produce una deformación caracterizada por cabalgamientos que puede estar influida por la posición de estas fallas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con el Proyecto DGYCIT PB-91 0397.

Los autores agradecen al Dr. Vilas Miñondo su amabilidad al facilitarles la con-

sulta de las líneas sísmicas del borde oriental de la cuenca del Tajo.

Referencias

- Alonso Zarza, A.M.; Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1990) *Estudios Geol.*, 46: 415-432.
- Bergamín, J.F. y Tejero R. (1993). *Mono-grafía nº 10 del I.G.N.* (Mezcua, J. y Carrero, E. Eds.)
- Bergamín, J.F. y Tejero, R. (1994). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. Vol. 19, pp.215-227.
- Calvo, J.P.; Alonso, A.M.; García del Cura, M.A.; Sanz, E.; Hoyos, M.; Ordóñez, S. y Pozo, M. (1989). *V Reun. Grupo Español del Terciario*, 16 CP-219: 79pp.
- Campos, R. (1986). *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense de Madrid, 77 pp.
- Díaz Molina, M.; Bustillo, M. y Arribas, J. (1989) *4th Inter. Confer. Fluvial Sediment. Fieldtrip Excursion Guidebook*: 74 pp.
- GM-SYS v. 6.1 (1992). Paquete informático de tratamiento de datos gravimétricos. *Northwest Geophysical Associates*, Inc. P.O. Box 1063. Corvallis, OR 97339, USA.
- ITGE (1990). *Documentos sobre la geología del subsuelo de España*. Tomo I.
- Jamison, W.R. (1987). *Jour. Struct. Geol.*, 9, pp. 207-219.
- Querol, R. (1989) ITGE-ETSI: 48 pp.

Preguntas

Pregunta (T.Torres): ¿Por que no se contempla ni el trabajo de Racero Baena?

Respuesta: No se contempla expresamente, ya que Querol (1989) realiza una recopilación de los trabajos existentes en la zona

Pregunta: ¿Porqué no se critica el trabajo de Querol (1989)?

Respuesta: No se ha realizado una crítica de los trabajos de interpretación sísmica de Querol (1989) porque no existen grandes discrepancias entre las estructuras de la cobertura mesozoico-terciaria deducidas de la sísmica y las de este trabajo. Nuestro modelo se basa en la restitución de las líneas sísmicas, complementando con datos estructurales. En relación con las estructuras del basamento bajo la Sierra de Altomira, el propio Querol reconoce que los datos de la sísmica no son lo suficientemente esclarecedores para ser interpretados de un modo fiable. Las estructuras del basamento se han deducido a partir de la modelización de los nuevos datos gravimétricos, lo que supone una nueva aportación al conocimiento del subsuelo de la cuenca del Tajo.

Pregunta: ¿Porqué difieren las densidades de las utilizadas por Querol (1989)?

Respuesta: Las densidades de reducción de la lámina de Bouguer utilizadas en el trabajo de Querol (1989) de 2,2 a 2,5 gr/cm³, acentúan la anomalía de Bouguer relacionada con los sedimentos que rellenan la cuenca, mientras que en el presente trabajo se han considerado los efectos gravitatorios de las fuentes situadas en la corteza superior